

Портрет Земли из космоса

Глобальное радиотепловое поле

Н.М.Астафьева, М.Д.Раев, Е.А.Шарков

Климатическая система Земли формируется в результате сложных нелинейных взаимодействий взаимосвязанных геосфер планеты. В число последних входят атмосфера, океаносфера, криосфера, литосфера, поверхность континентов (а также их гидросфера и биосфера, а теперь уже и антропофера), а также взаимодействие между ними — это процессы обмена теплом, моментом движения и веществом, особенно влагой. От активности тепло-, влаго- и массообмена зависит планетарный круговорот энергии и вещества, и в итоге — та погода, с которой мы сталкиваемся каждый день. Система геосфер открытая, поэтому на формирование климата влияют внешние факторы: радиационные, приливные, гравитационные, электромагнитные и другие воздействия окружающего пространства.

Фундаментальную роль для эмпирической диагностики климата играют данные наблюдений, надежность их получения и адекватность интерпретации результатов анализа. С накоплением сведений наши представления о глобальной климатической системе и изменчивости климата меняются [1–3]. Чтобы выявить глобальные тренды, необходимо исследовать временной ход глобальных и полушарных значений геофизических (метеорологичес-



Наталья Михайловна Астафьева, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник Института космических исследований РАН. Лауреат премии Национального комитета по теоретической и прикладной механике РАН. Занимается исследованием изменчивости климата, общей циркуляции атмосферы, взаимодействия океана и атмосферы, турбулентности и гидродинамической устойчивости.

Михаил Дмитриевич Раев (слева), кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией моделирования и автоматизации того же института. Область научных интересов — радиофизика, статистическая радиофизика, обработка данных наблюдений, формирование и развитие геофизических мегабаз данных по дистанционным микроволновым наблюдениям.

Евгений Александрович Шарков, доктор физико-математических наук, профессор, заведующий отделом исследования Земли из космоса того же института, профессор кафедры космической физики Московского физико-технического института. Специалист в области дистанционного зондирования системы океан—атмосфера, моделирования глобального тропического циклогенеза, взаимодействия в системе океан—тропосфера—стратосфера—ионосфера.

ких, климатических) параметров. Уже ясно, что многие из них (такие, как приземная температура воздуха) характеризуются большой региональной изменчивостью. Например, подъем температуры в течение последней четверти прошлого столетия был четко выраженным на континентах Северного полушария зимой и весной. В то же время в некоторых регионах Южного полушария и в Антарктике наблюдалось небольшое круглогодичное похолодание.

Одна из основных задач климатических моделей — составление сценариев вероятных изменений климата в зависимости от тех или иных изменений в состоянии геосфер планеты, в частности атмосферы — требует для своего решения информации об этих изменениях. Процессы, влияющие на транспортные и диссипативные свойства атмосферы и, соответственно, на формирование климата, имеют большую пространственную протяженность, достаточную длительны и характеризуются сложной пространственно-временной структурой. Чтобы установить общие закономерности их эволюции, следует анализировать не результаты измерений тех или иных геофизических параметров в отдельных точках, а их глобальные распределения в виде полей. Для этого необходимо иметь данные наблюдений на больших временных и пространственных масштабах, с хорошей регулярностью и плотностью покрытия. Такую возможность могут дать лишь приборы, установленные на искусственных спутниках Земли.

Что такое дистанционное зондирование?

Большую часть сведений о мире мы получаем дистанционным образом, т.е. без непосредственного контакта с физическими объектами. В первую

очередь это относится к активно развивающимся в последние 40 лет аэрокосмическим исследованиям Земли и окружающего пространства, давшим принципиально новые знания о космосе и о нашей планете. Материальным носителем информации об объектах в космосе служит дальнедействующее электромагнитное поле. Под *дистанционным зондированием* понимается получение физической информации на расстоянии от исследуемого объекта при помощи целенаправленной обработки принятого электромагнитного поля, которое с ним провзаимодействовало.

В космических исследованиях используется практически весь спектр электромагнитных волн — от высокочастотных с очень короткими длинами волн гамма- и рентгеновского диапазонов до сверхнизкочастотных (с длинами волн до десятков и сотен километров). Дистанционное зондирование Земли ведется в *радио-, видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах*. Различные виды электромагнитного излучения возникают в ходе разнообразных процессов и совершенно по-разному взаимодействуют с земной атмосферой. Электромагнитное излучение, формируемое в радио-, видимом и инфракрасном диапазонах, получило название *теплового излучения*, поскольку его источник — внутренняя энергия вещества. Тепловое излучение непрерывно испускают все физические тела, имеющие температуры, отличные от абсолютного нуля.

Оптические наблюдения (в видимом диапазоне с длинами волн 0.40—0.76 мкм) регистрируют сложную комбинацию рассеянного и переизлученного объектом света. В *инфракрасном* диапазоне, простирающемся от красной границы видимого спектра до длин волн порядка 1000 мкм, часть излучения тоже связана с отражением. Поэтому в нем по специальным признакам отдельно выделяют *теп-*

вую область, где источником излучения оказывается само исследуемое физическое тело. Именно здесь заключена основная часть энергии теплового излучения (при учете, разумеется, тех температур, которые могут быть достигнуты в земных условиях).

Радиодиапазон подразделяется на *микроволновый* с длинами волн от 1 мм до 1 м и *радиоволновый* с длинами волн от 1 м до 10 км; радиоволны, помимо известных искусственных источников, испускаются плазменными и плазмоподобными средами — это излучение короны Солнца, магнитосферы и ионосферы Земли, а также результат грозовой активности в земной атмосфере.

По отношению к исследуемым объектам дистанционные методы подразделяются на *пассивные*, т.е. осуществляющие только прием (с помощью радиометров) электромагнитного поля, и на *активные*, когда излучается электромагнитное поле с заданными характеристиками (формой, амплитудой и фазой) и принимается отраженный от исследуемого объекта сигнал (характеристики которого несут информацию об объекте). К пассивным методам относятся радиотепловое и ИК-зондирование Земли и планет, а также все методы астрономических наблюдений. Активные дистанционные методы могут использоваться естественные и искусственные источники электромагнитного поля. В первом случае это прежде всего Солнце, «стандартный» источник «подсветки» в видимом диапазоне для освещаемой части земного шара. Часть этой электромагнитной энергии Солнца поглощается системой поверхность—атмосфера, переходит в тепло, а затем переизлучается, но уже совсем в других диапазонах длин волн — в ИК- и микроволновом. Искусственные источники обладают несомненным преимуществом — они работают независимо от времени суток и сезона, однако при этом на летательном аппарате

должны иметься достаточно мощные источники энергии.

Активными способами не может быть получено никакой информации о состоянии (физико-химии, давлении, температуре) газов в чистой атмосфере, поскольку рассеяние электромагнитных волн на молекулах газа крайне незначительно. Напротив, тепловое излучение обеспечивает поразительные по своей информативности данные о состоянии газовых сред на Земле, планетах (атмосферы) и в космосе (молекулярные облака, звездные атмосферы). Принципиальное значение теплового излучения в дистанционных и астрофизических приложениях обусловлено его достаточно прозрачной связью с внутренней термической структурой объекта и с его физико-химическими особенностями. В радиодиапазоне интенсивность излучения при каждой длине волны формально может быть представлена в виде «сво-

ей» температуры (называемой *радиояростной температурой*), количественные величины которой в целом ряде случаев просто пропорциональны значениям определенных физических величин. Это делает решение обратных задач дистанционного зондирования — нахождение интересующих нас величин по дистанционным данным — в случае радиодиапазона очень простым и физически наглядным (в отличие от оптического и ИК-диапазонов, где аналогичная операция весьма сложна и часто неоднозначна).

Собственное излучение Земли простирается от теплового ИК- до метрового радиодиапазона, причем оно весьма заметно отличается от идеального чернотельного, особенно в радиодиапазоне. Именно эти отличия несут важнейшую информацию о состоянии и характеристиках системы поверхность—атмосфера. В первую очередь они связаны с наличием

окон прозрачности (и, соответственно, полос непрозрачности) для электромагнитных волн, рис.1. Земная атмосфера имеет три окна прозрачности:

— видимое и близкое ИК-окно (с длинами волн от 0.3 до 1.0 мкм);

— тепловое ИК-окно (с длинами волн от 8 до 12 мкм);

— радиоокно (с длинами волн от 2.5 мм до 20—50 м).

Практически всю свою энергию Земля получает от Солнца в виде электромагнитного излучения, сосредоточенного в спектральном диапазоне 0.3—2.0 мкм (его часто называют коротковолновым). Меньшая его часть, около 30%, без существенного изменения спектра отражается облаками, океаном, сушией, остальная поглощается (~19% — атмосферными газами, ~51% — поверхностью Земли), перераспределяется ветрами и течениями, но в конечном итоге тоже излучается в космос в микроволновой части спектра.

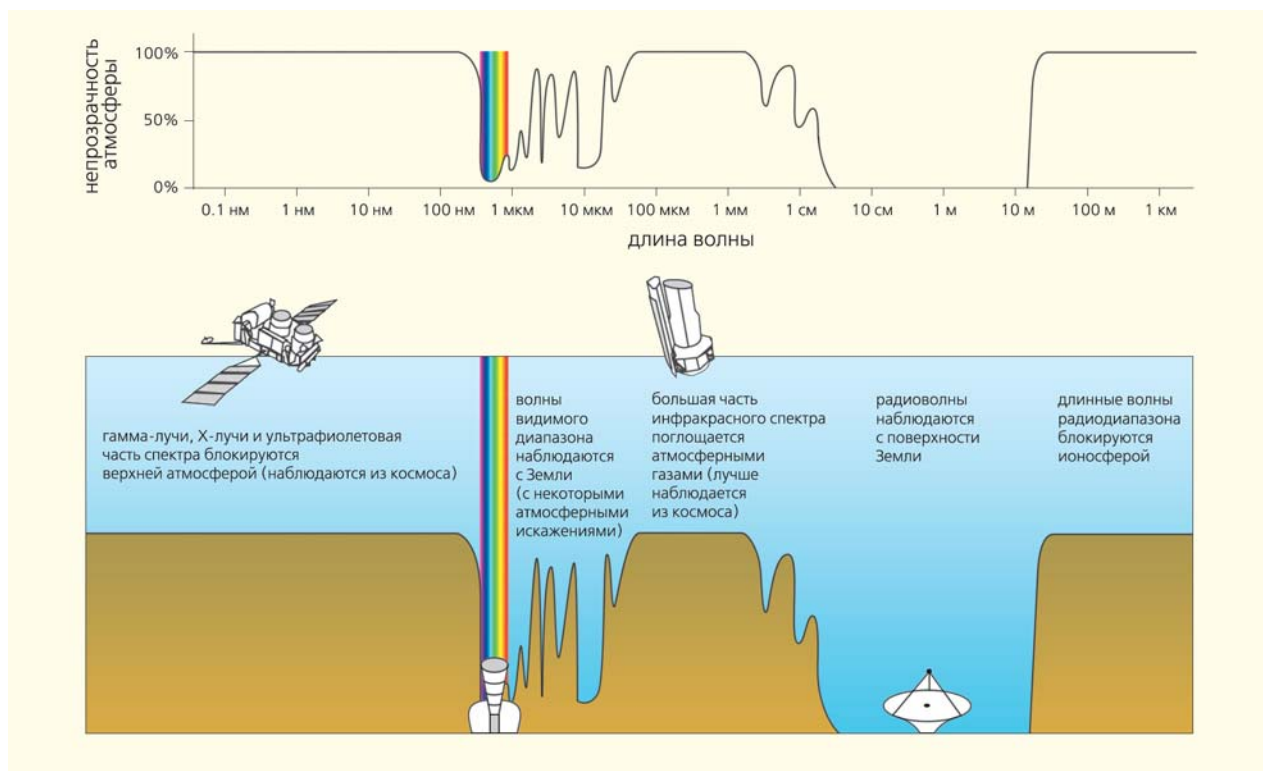


Рис.1. Степень непрозрачности атмосферы на длинах волн от долей нанометра до километра (вверху) и схема прохождения электромагнитных волн через атмосферу (на тех же длинах волн, внизу).

В итоге практически вся пришедшая солнечная радиация высвечивается обратно в тех или иных длинах волн. Это излучение в основном тепловое, его температура T_r называется радиационной. Из теплового баланса Земли следует, что она примерно равна 258 К. Излучает, однако, не сама земная поверхность (ее средняя температура $+15^\circ\text{C} = 288\text{ К}$), а атмосфера на той высоте, где ее температура примерно равна T_r ; эта же высота определяет верх тропосферы — тропопаузу. На фоновом тепловом спектре выделяются полосы, соответствующие полосам поглощения парниковых газов — малых газовых составляющих атмосферы (H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , CH_4). Кроме того, это излучение пространственно неоднородно.

Коротковолновая граница радиоокна определяется поглощением молекул водяного пара и кислорода, длинноволновая

же граница — пропусканием ионосферы (плазменные процессы). Радиоокно обладает замечательной особенностью — излучение с длинами волн больше 1 см практически свободно проходит через облачный покров земной атмосферы. С учетом того факта, что облака в среднем закрывают 55% земной поверхности, это окно предоставляет единственную возможность «заглянуть» под облака и зафиксировать процессы, происходящие между облаками и поверхностью Земли и внутри облачных масс. Имея данные об излучении на разных частотах радиодиапазона (рис.2), можно делать выводы о составе и характеристиках газовой и облачной составляющих атмосферы.

Данные наблюдений за изменением геофизических параметров, и в частности данные дистанционного зондирования, обычно представлены в виде локальных (точечных) измерений

и гораздо реже — в форме полей пространственных и временных измерений, поскольку это сопряжено с большими техническими трудностями. Обеспечить глобальные наблюдения геофизических параметров в виде полей с достаточными пространственным разрешением, протяженностью и временной регулярностью в настоящее время могут лишь приборы, установленные на искусственных спутниках Земли. Современные ИК- и СВЧ*-радиометры регистрируют именно собственное излучение земных покровов, Мирового океана и атмосферы (в отличие от оптического диапазона, где принимается отраженное солнечное излучение). В последние годы накоплен определенный позитивный опыт использования спутниковой СВЧ- и ИК-радиометрии [4, 5] для анализа характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы.

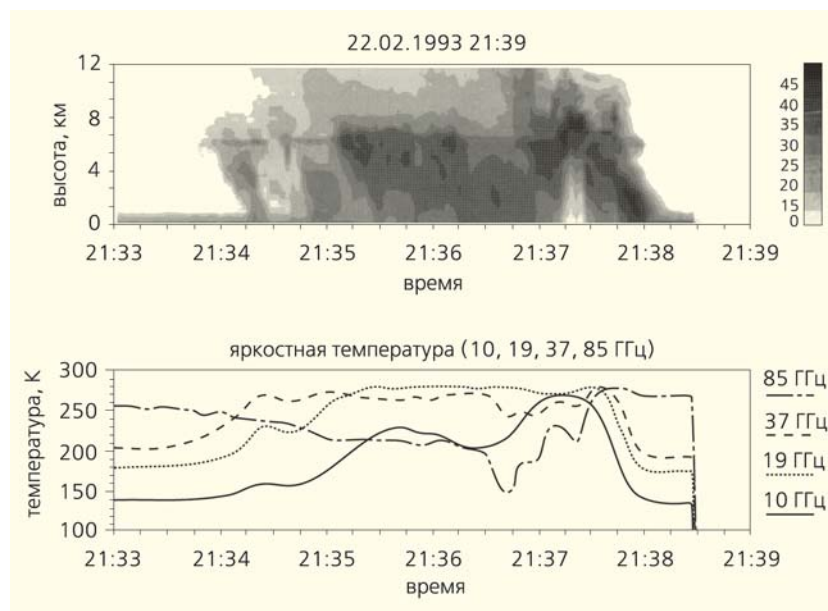


Рис.2. Поле обратно-рассеянного сигнала (в единицах измерений, которые пропорциональны количеству водных капель в единице объема) (вверху) и профили радиояркостной температуры на частотах 10, 19, 37 и 85 ГГц (внизу), полученные по данным самолетного радара ARMAR (Airborne Rain-Mapping Radar) и многочастотного радиотеплового самолетного комплекса AMPR (Advanced Microwave Precipitation Radiometer) при наблюдении тропического конвективного образования в период проведения международного эксперимента TOGA (22 февраля 1993 г.).

От фрагментов мозаики к общей картине

Получаемые с помощью космических аппаратов данные из-за специфики траекторий спутников и ограниченности полей зрения приборов оказываются фрагментарными (рис.3). Построение глобальных радиотепловых полей системы океан—атмосфера на их основе представляет собой довольно сложную проблему [6, 7]. Мы используем данные СВЧ-радиометрических приборов SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager), установленных на космических аппаратах серии DMSP (Defense Meteorological Satellite Program; <http://dmsp.ngdc.noaa.gov/dmsp.html>).

Космические аппараты серии DMSP с радиометрическими приборами SSM/I на борту были запущены в рамках спутниковой метеорологической программы

* По современной терминологии — микроволновый диапазон.



Рис.3. Общий вид одного из спутников серии DMSP (схематически показана подспутниковая полоса сканирования на поверхности Земли).

министерства обороны США. Долговременный мониторинг Земли по программе DMSP имеет своей целью обеспечение вооруженных сил США глобальной метеорологической, океанографической и солнечно-геофизической оперативной информацией. Аппараты серии постоянно восполняются; сейчас принимается информация со спутников F10—F15.

В 1992 г. радиометрические данные программы DMSP были рассекречены и стали общедоступными. В настоящей статье используется информация, накопленная в сформированной нами и постоянно пополняемой электронной базе данных Института космических исследований [8], содержащей данные за 1995—2005 гг.

Семиканальные четырехчастотные СВЧ-радиометрические комплексы SSM/I принимают линейно поляризованное излучение на частотах 19.35, 22.24, 37.0 и 85.5 ГГц в режиме конусного сканирования (рис.4). Спутники серии DMSP имеют солнечно-синхронную, близкую к полярной низкую круговую орбиту; каждый спутник серии совершает 14.2 витка в сутки. Глобальное покрытие Земли осуществляется примерно за трое суток, неполное — за сутки. Подспутниковые дорожки повторяются приблизительно два

раза в месяц — каждые 16 суток. Ширина полосы обзора приборов составляет 1400 км, размер элемента разрешения на поверхности Земли зависит от диапазона прибора и широты и варьируется в пределах от 12.5 до 25 км. Общая погрешность определения координат элемента разрешения достигает 20—30 км и снижается до 5 км (иногда до двух) при использовании специальной коррекции.

Специфика траекторий аппаратов этой серии и полей зрения приборов, на них установленных, такова, что подспутниковые дорожки (области, с которых приборы принимают информацию) не полностью покрывают поверхность планеты за сутки. В результате покрытие оказывается чрезмерно густым на высоких широтах, но оставляет довольно большие пробелы (лакуны) на средних широтах и особенно в приэкваториальной области. Кроме того, возможна потеря информации из-за сбоя аппаратуры. Радиотепловые поля, построенные по данным одного из аппаратов примерно за сутки при прямом

и обратном проходах спутника, имеют вид, показанный на рис.5 (здесь и на следующих рисунках использована меркаторская проекция). Лакуны необходимо заполнять данными, что довольно сложно, если учесть, что спутники проходят над интересующими нас областями планеты в разное время и смотрят на них под разными углами, а процессы в атмосфере достаточно динамичны. Разработанные нами методики, основанные на межвитковом и кросс-аппаратном выравнивании и дополнении, позволили восполнить недостающую информацию и построить глобальные радиотепловые поля (два полных глобальных поля в сутки) по данным всех космических аппаратов F10—F15 серии DMSP.

Для построения глобального радиотеплового поля системы океан—атмосфера мы использовали измеренную радиояркостную температуру, пересчитанную на земную поверхность с шагом $0.5 \times 0.5^\circ$; пример можно видеть на рис.6. Изображение, как принято в дистанционной практике, представлено в так

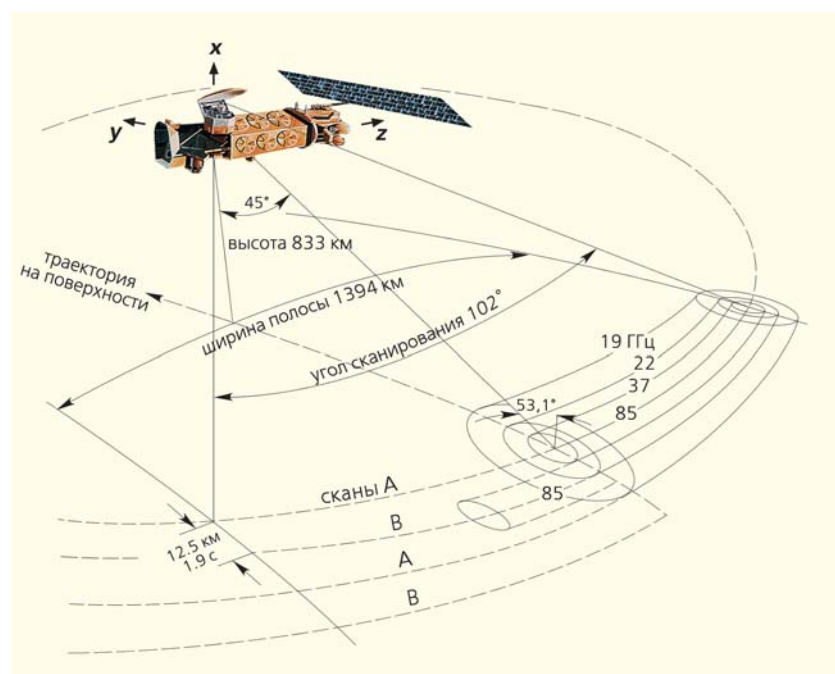


Рис.4. Подробная схема полосы сканирования многоканального радиометра SSM/I, установленного на спутниках серии DMSP.

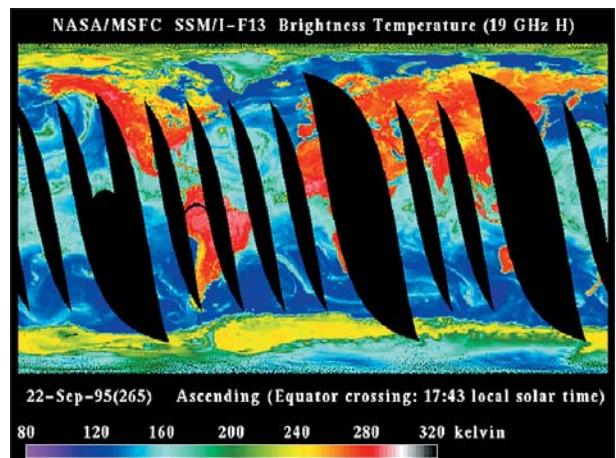
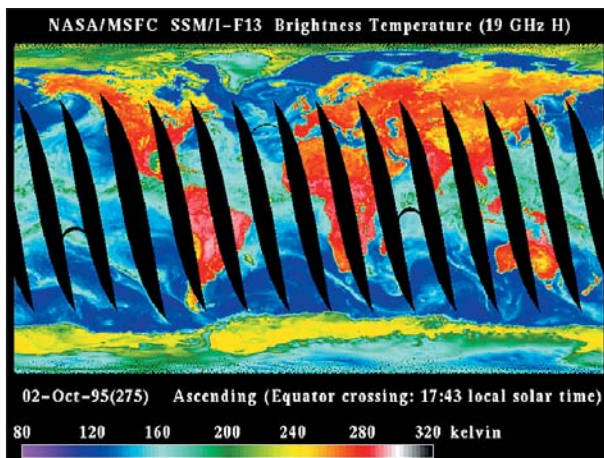


Рис.5. Типичные картины радиотеплового поля, построенные по данным одного из спутников метеорологической серии DMSP в течение суток, полученным на частоте 19.35 ГГц. Стандартные лакуны обусловлены особенностями траектории спутника (зачерненные области на картине слева); дополнительные лакуны, образовавшиеся вследствие сбоев в работе аппаратуры, можно видеть на картине справа, полученной в менее удачный день (они бывают и более обширными, чем показанные здесь).

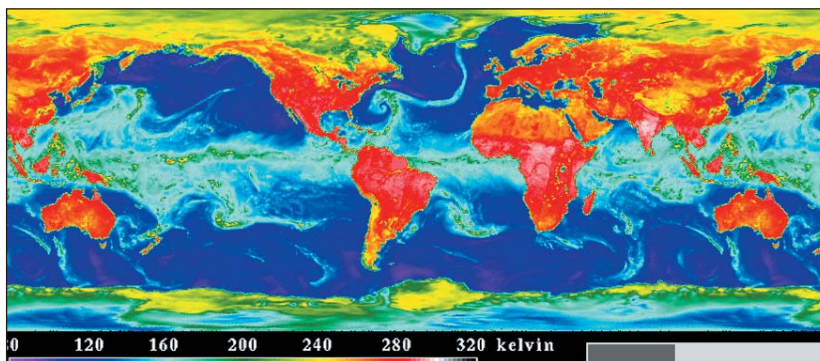


Рис.6. Глобальное радиотепловое поле системы океан—атмосфера на частоте 19.35 ГГц на основе данных, полученных 28 апреля 2001 г. В нижней части рисунка показана показана цветовая шкала радиояростной температуры в градусах Кельвина (на следующих рисунках цветовая палитра та же).

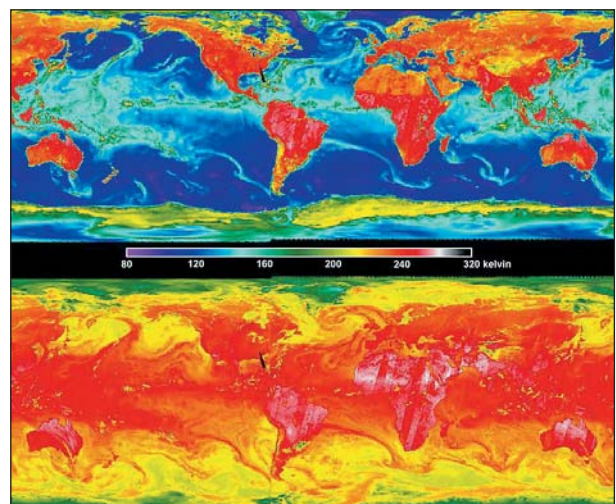
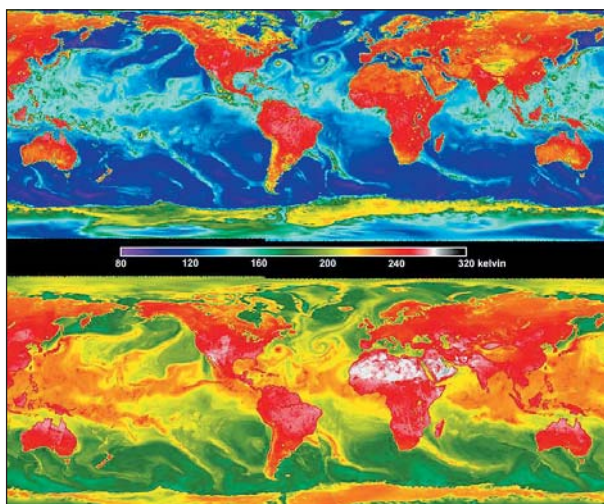


Рис.7. Кадры анимационного фильма: в кадре слева — данные, полученные на частотах 19.35 и 22.24 ГГц, справа — на частотах 19.35 и 85.5 ГГц, в середине каждого кадра показана цветовая шкала радиояростной температуры в градусах Кельвина.

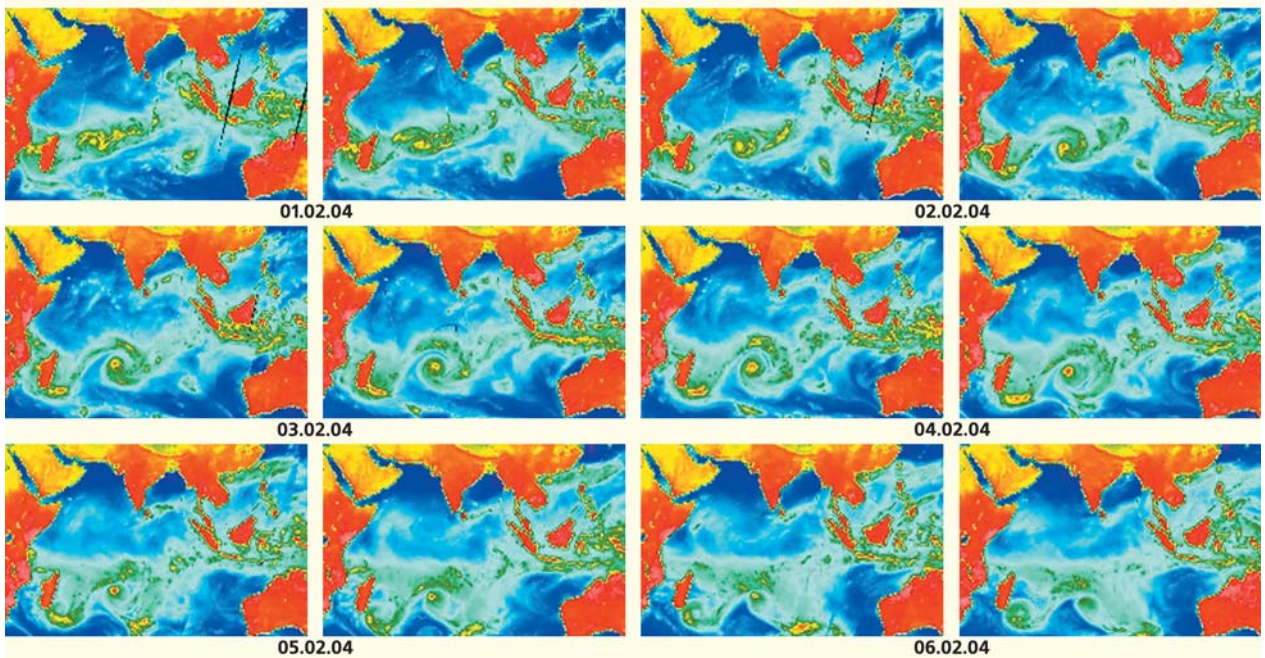
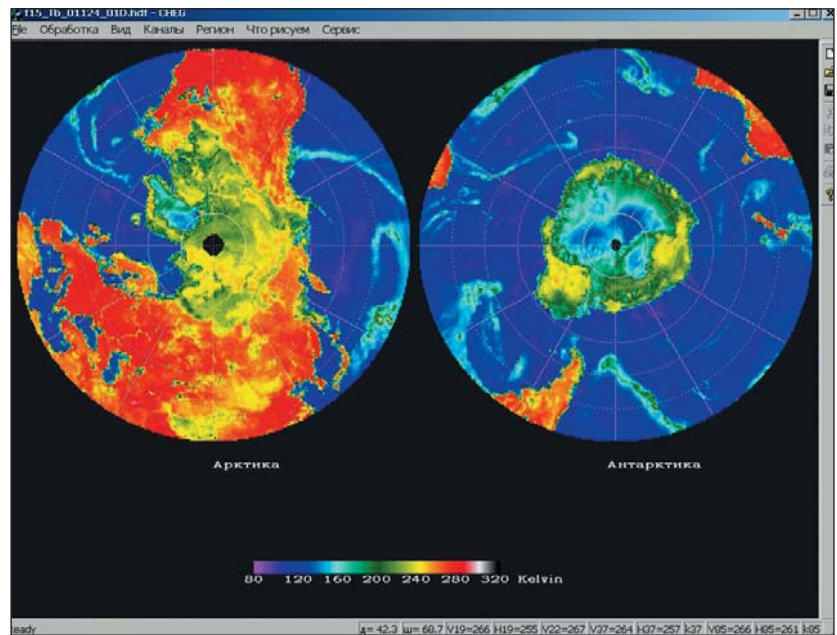


Рис. 8. Радиотепловое поле на частоте 19.35 ГГц, наблюдаемое над акваторией Индийского океана в период с 1 по 6 февраля 2004 г.

Рис. 9. Радиотепловое поле полярных областей Земли до шестидесятого градуса широты в полярных координатах на частоте 19.35 ГГц; в центре изображения — северный (слева) и южный полюс (справа).



называемых «ложных» цветах, т.е. в цветовой гамме, наиболее удобной для восприятия человеческим глазом. Для удобства разворот по экватору в 360° дополнен 120 градусами. Это дает возможность наблюдать структуру атмосферных процессов над акваторией каждого из океанов планеты полностью. Отметим, что даже в том масштабе, в котором дано глобальное поле

на рисунке, легко различаются квазистационарные крупномасштабные структуры системы океан—атмосфера.

Пространственно-временную динамику термодинамических атмосферных процессов можно наблюдать в серии анимационных фильмов, впервые созданных нами на основе полученных глобальных радиотепловых полей. Несколько ко-

ротких фрагментов представлены на сайте ИКИ РАН: на каждом кадре фильма показаны данные двух каналов — 19.35 ГГц (вверху) и 22.24 или 85.5 ГГц (внизу) с цветовой радиояркостной шкалой в градусах Кельвина между ними (рис.7). Анимация позволяет следить за процессами, происходящими в системе океан—атмосфера, в течение длительных отрезков времени

(до 10 лет, по два кадра в сутки) на масштабах от сотен километров до планетарных.

Построенные глобальные радиотепловые поля пригодны для дальнейшего анализа термодинамических процессов в атмосфере как глобальных, так и региональных. Для примера на следующих рисунках показаны радиотепловые поля в разных регионах земного шара. Над акваторией Индийского океана (рис.8) в начале весны Южного полушария в течение приблизительно шести суток сформировалась и распалась интенсивная вихревая структура, захватившая воздушные массы практически над всей южной частью океана. На изображении радиотеплового поля Антарктиды (рис.9) отчетливо видно: внутренние районы континента по своим излучательным свойствам похожи на поверхность океана. Эта «загадка» Антарктиды давно уже разгадана российскими учеными — такое резкое уменьшение радиояркостной температуры связано со сложной (причем иерархической) структурой глубоких слоев (до километра) глетчерного льда. Однако пространственно-временная эволюция этой громадной области остается пока нерешенной проблемой. И решить ее можно только с использованием радиотепловых микроволновых методов.

Что дают глобальные радиотепловые поля

Первые предложения об использовании микроволновых многочастотных (спектральных) методов для изучения теплообмена (полного потока) на морской поверхности были сделаны одним из авторов настоящей статьи в 1978 г. [9]. Дальнейшие исследования показали, что можно использовать и одночастотные радиотепловые методики, но при принципиально других пространственно-временных разрешениях [10].

Сейчас оценкам характеристик термодинамических процессов в системе океан—атмосфера на основе спутниковых радиометрических данных посвящено большое количество работ. Однако еще остается немало вопросов.

Среднеквадратичная погрешность определения среднемесячных потоков тепла на квадратах океана $2 \times 2^\circ$ или $5 \times 5^\circ$ по выборочным радиометрическим данным искусственных спутников Земли составляет приблизительно 10%, т.е. порядка $15\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$ при максимальных среднемесячных значениях потоков тепла порядка $150\text{--}250 \text{ Вт/м}^2$. Среднемесячные значения температуры поверхности океана и ее сезонные вариации могут быть определены с использованием данных спутниковых СВЧ-радиометрических измерений с точностью $0.5\text{--}0.6^\circ\text{C}$. Может быть, такая точность и не слишком хороша для оперативных целей, но она представляет большой интерес для климатических исследований.

Радиометрические приборы SSM/I регистрируют излучение на четырех частотах, которое несет информацию о характеристиках разнообразных объектов:

- ♦ на частоте 19.35 ГГц (длина волны 1.58 см) — о видимой поверхности: континентах, Мировом океане, наиболее плотных облачных структурах (с жидкими осадками);
- ♦ на частоте 22.24 ГГц (длина волны 1.35 см) — об интегральном влагозапасе (водяной пар) тропосферы;
- ♦ на частоте 37.00 ГГц (длина волны 0.81 см) — о влагозапасе тропосферы и видимой поверхности;
- ♦ на частоте 85.50 ГГц (длина волны 0.35 см) — об интегральном влагозапасе облачных структур, включая жидкие и кристаллические осадки.

Данные каналов радиометров SSM/I могут быть использованы также для определения скорости ветра, динамики крупномас-

штабных вихревых и фронтальных структур, влагосодержания (интегрального) атмосферы над акваториями Мирового океана, влагозапаса отдельных облачных структур и зон интенсивного выпадения осадков, оценки потоков тепла и импульса.

Два качественно различающихся подхода применяются при использовании радиометрических спутниковых данных: опосредованный и прямой. При *опосредованном использовании* количественные климатические характеристики восстанавливаются по спутниковым данным на основе косвенных связей между интегральными (по высоте) радиометрическими измерениями в разных участках спектра и конкретными характеристиками (температура, влажность) или на основе полуэмпирических формул, например балк-формул, базирующихся на корреляционных связях между температурой и влажностью в разных слоях атмосферы. Следует отметить, что условия получения полуэмпирических формул ставят под сомнение их применение на синоптических масштабах и в областях больших градиентов (например, в зонах фронтов или циклонов). Возможно, для анализа изменчивости динамических процессов на синоптических масштабах такой подход годится не всегда, но на масштабах среднемесячных, сезонных и больших он вполне оправдан.

Прямое или непосредственное использование, все чаще практикуемое в последнее время, подразумевает, что в качестве характеристик теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы рассматриваются сами радиометрические спутниковые данные. Так, например, существует тесная связь между сезонной динамикой среднемесячных значений яркостной температуры и разностью температур поверхности океана и приводной атмосферы. В этом случае лучше использовать спутниковые данные вместо того,

чтобы отдельно измерять температуры поверхности океана и приводной атмосферы дистанционными методами и вычислять их разность, теряя точность. Действенность прямого подхода, что очень существенно, подтверждается не только на внутригодовых и больших временных масштабах, но и на синоптических масштабах в динамичных ситуациях (фронтальные зоны, циклоны и другие области больших градиентов), когда формализация самих процессов становится затруднительной.

Остановимся более подробно на возможностях использования полученных радиотепловых полей и связях радиояркостной температуры с характеристиками системы океан—атмосфера на двух частотах: 19.35 и 22.24 ГГц. Среди важнейших характеристик термодинамического режима климатической системы — облачность, влагосодержание атмосферы, температура поверхности океана [1, 3]. Эти параметры связаны с яркостной температурой в окне прозрачности на частоте 19.35 ГГц (1.58 см) и характеризуют видимую поверхность (поверхность плотных облачных структур, Мирового океана и суши).

Влияние Мирового океана на крупномасштабные термодинамические процессы и формирование климата планеты огромно. Из всей массы солнечной энергии атмосфера усваивает 27%, а поверхность Земли — 73%. До поверхности материков и поверхности Мирового океана излучение доходит в среднем одинаково, однако поглощается по-разному. Вода поглощает на 25–50% тепла больше, чем суша на тех же широтах. В результате Мировому океану достается в 4.4 раза больше суммарной энергии, чем суше. Кроме того, все тепло, накопленное сушей летом, расходуется зимой. Мировой океан получает основную часть солнечного тепла, накапливает его и перераспределяет

в своей толще, обеспечивая стабильность природных условий на планете. Задерживая излишки тепла и восполняя его расхождение, океаносфера смягчает климат планеты — например, в переносе тепла от экваториальных областей в полярные доли Мирового океана и атмосферы приблизительно равны.

В непосредственный теплообмен с атмосферой вовлечен лишь поверхностный тонкий слой Мирового океана толщиной 10–50 м. В нем содержится всего примерно 4% тепла, запасенного океаном. Однако доля этих четырех процентов в общем тепловом балансе планеты значительна — порядка 75%. Океан непрерывно поддерживает энергоснабжение атмосферы во всех масштабах: локальном, региональном и планетарном. Пространственно-временная структура и изменчивость этого энергоснабжения отражается на циркуляционных процессах в атмосфере и является важной составляющей климатической системы.

Температура поверхности океана определяется в основном атмосферными факторами и процессами двух типов в Мировом океане: внутренними (на глубинах до нескольких сотен метров) и процессами в поверхностном слое (толщиной 10–50 м). Разделить вклады этих факторов в изменчивость температуры поверхности океана в тех случаях, когда они действуют вместе, довольно трудно. Аномалии температуры поверхности океана, возникающие вследствие водных процессов теплообмена, не очень велики — до 1–3°C — на горизонтальных масштабах порядка десятков метров. Не более чем на несколько градусов изменяется и температура в тонком поверхностном слое океана вследствие крупномасштабного взаимодействия с атмосферой, но зато уже на масштабах 500–1000 км.

Точность получения значений яркостной температуры с помощью радиометров SSM/I

достаточна, чтобы использовать данные канала 19.35 ГГц для исследования крупномасштабной структуры полей температуры поверхности Мирового океана. Подробный анализ радиотепловых полей позволит продвинуться в понимании пространственно-временной динамики крупномасштабных процессов теплообмена между океаном и атмосферой.

С яркостной температурой в другой резонансной линии, резонансной линии излучения водяного пара на частоте 22.24 ГГц, тесно связано общее влагосодержание атмосферы — интегральный параметр, характеризующий процессы тепло- и влагообмена в системе в целом. В водяном паре в виде скрытого тепла сосредоточена значительная доля общего тепла климатической системы.

Анализ общего влагосодержания атмосферы оказывается продуктивным на разных временных масштабах. При сравнении среднемесячных значений замечены индивидуальные зависимости в разных физико-географических зонах и четко выраженные сезонные вариации. Для проблемы изменчивости климата представляет большой интерес изучение межгодовой изменчивости. На синоптических масштабах выявлена жесткая связь между вариациями общего влагосодержания атмосферы (спутниковые данные) и вариациями температуры и влажности приводного воздуха (метеорологические наземные измерения) [10]. Это показывает правомерность использования общего влагосодержания атмосферы, полученного при спутниковых СВЧ-радиометрических измерениях, для количественных оценок не только на внутригодовых (среднемесячных, сезонных) и больших (межгодовых) интервалах, но и на короткопериодных (синоптических).

Общее влагосодержание атмосферы обычно тесно связано с температурой и влажностью

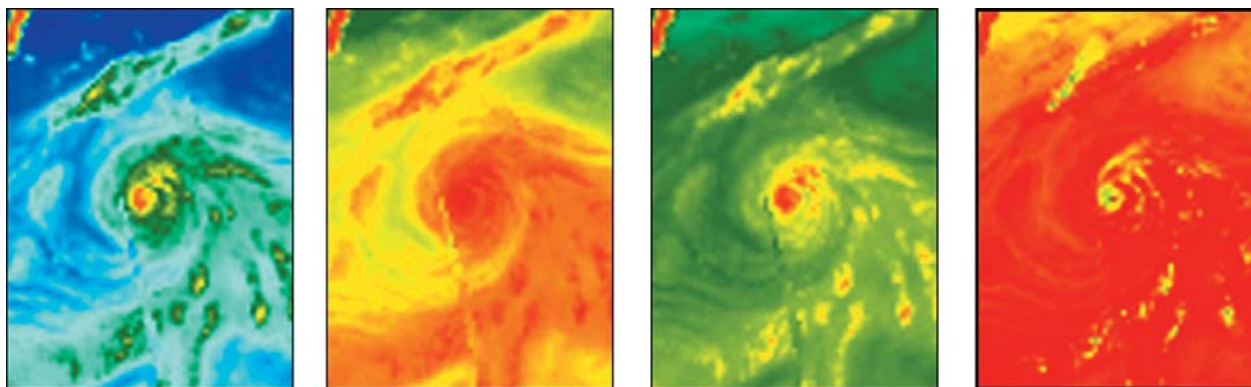


Рис. 10. Спутниковое изображение тропического циклона (ТЦ Podul N 0122) в северо-западной части Тихого океана, полученное 23 октября 2001 г. радиометрами SSM/I на разных частотах.

приводного слоя воздуха, но при резких процессах перестройки атмосферы (фронтальных или циклонических, например) оно запаздывает и следует

за изменениями приводных параметров воздуха с задержкой на несколько часов. Время адаптации температурных и влажностных характеристик системы

к внешнему притоку тепла оценивается примерно в сутки. Эти факты необходимо учитывать при исследовании короткопериодных процессов.

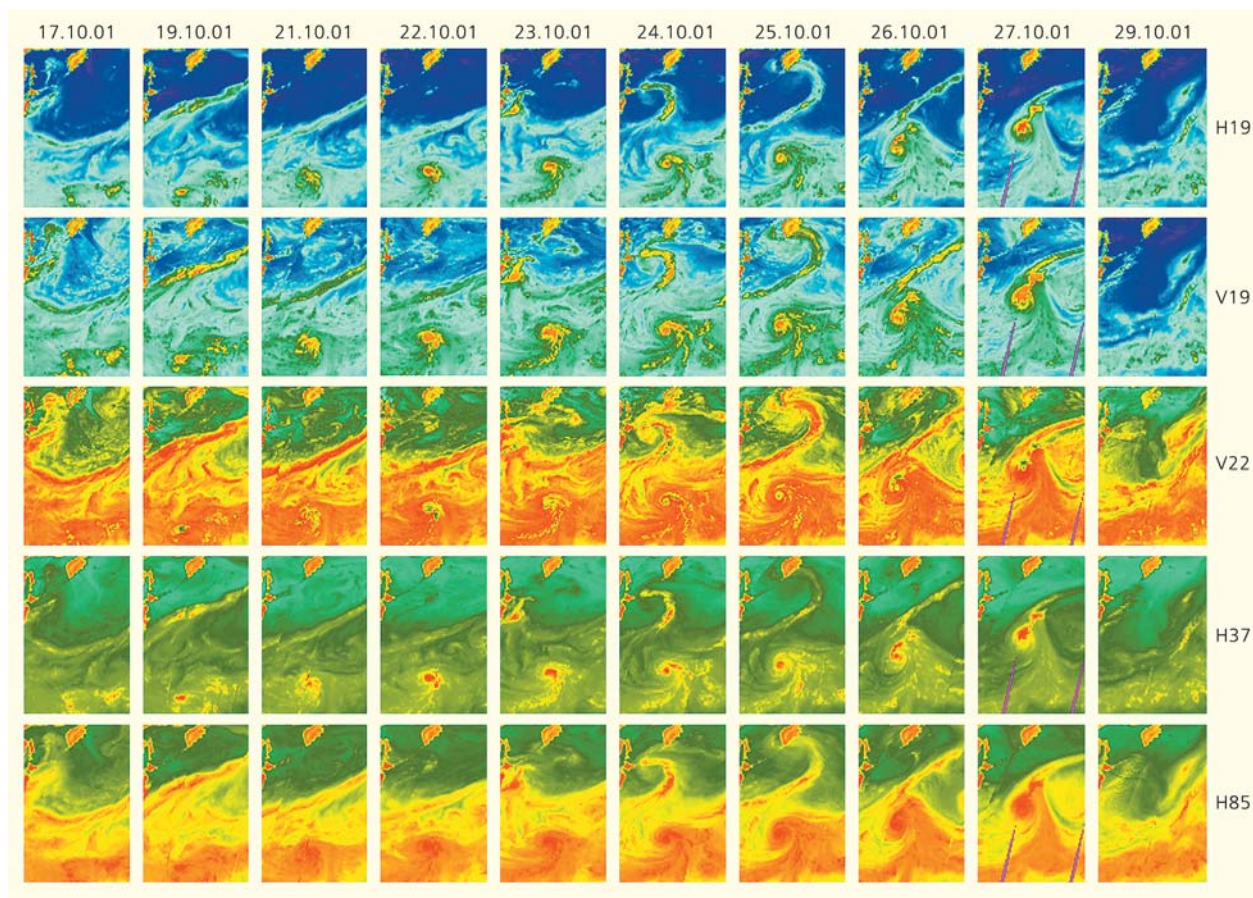


Рис. 11. Спутниковое изображение тропического циклона (ТЦ Podul N 0122) в северо-западной части Тихого океана в динамике (17–29 октября 2001 г.), полученное радиометрами SSM/I при вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации на разных частотах (19.35, 22.24, 37.00 и 85.50 ГГц). На левом верхнем рисунке мозаики показаны координаты области.

Циклоническая деятельность тропической атмосферы — один из элементов глобального полярного переноса тепла из тропической зоны в более высокие широты, сглаживающего широтные градиенты тепла в атмосфере, которая основную долю тепла от Солнца получает в тропической зоне. Это своеобразный механизм сброса избыточного тепла в условиях, когда действия обычных механизмов (турбулентная конвекция и различные составляющие глобальной циркуляции атмосферы) оказывается недостаточно. На рис.10 приведена детальная картина крупномасштабного «выброса» поля водяного пара, привязанного к системе тропического циклона в северо-западной части Тихого океана (19—28 октября 2001 г.), из тропической зоны в средние широты. Сравнительный анализ изображений на разных частотах, т.е. вклада водяного пара, мелко- и крупнокапельных облачных систем и осадков в энергетический «выброс» тропичес-

кого циклона, показывает преобладающий вклад интегрального водяного пара. Выполнить подобные оценки по оптическим и ИК-данным не представляется возможным в принципе, поскольку дистанционная информация в этих частотных каналах «поступает» от относительно тонкого (от десятков до сотни метров) верхнего слоя облачных систем. Эволюция того же тропического циклона показана на следующей серии рисунков (рис.11) в частотных диапазонах, демонстрирующих видимую поверхность (поверхность океана, материков и наиболее плотных облачных структур), интегральное содержание водяного пара и интегральный влагозапас (пар, капли любого размера, кристаллы льда) в атмосфере.

* * *

По вполне понятным причинам геофизические данные в виде полей в достаточном объеме и с необходимым пространственно-временным разреше-

нием охватывают лишь несколько последних десятилетий. Однако и за это время накоплено значительное количество информации, ожидающей пока адекватной обработки с применением современных математических методов.

Глобальные радиотепловые поля построены нами с достаточно хорошей временной регулярностью и плотностью покрытия. Они пригодны для изучения термодинамических процессов в системе океан—атмосфера с масштабами от сотен километров до планетарных и изменяющихся на короткопериодных (синоптических мезометеорологических), внутрисуточных (среднемесячных, сезонных) и больших (межгодовых) временных масштабах. Анализ этих данных позволит продвинуться в понимании природы процессов энерго- и массообмена, приводящих к региональным и глобальным изменениям, а также к изменчивости климатической системы в целом. ■

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект 06-05-64276.

Литература

1. Кондратьев К.Я. // Исследование Земли из космоса. 2004. №2. С.61—96.
2. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. СПб., 1992.
3. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л., 1988.
4. Sharkov E.A. Passive microwave remote sensing of the Earth physical foundations. Berlin; L., 2003.
5. Шарков Е.А. Пассивное микроволновое зондирование Земли: прошлое, настоящее и планы на будущее // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса: Сборник науч. статей. М., 2004. С.70—80.
6. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Глобальное радиотепловое поле системы океан—атмосфера // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса: Сборник науч. статей. Т.2. М., 2005. С.8—16.
7. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Макроструктуры в системе океан—атмосфера // Тезисы докладов Международной конференции «Потоки и структуры в жидкости». МГУ им.М.В.Ломоносова. Москва, 20—23 июня 2005 г. М., С.174—176.
8. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Сулов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля системы океан—атмосфера в контексте задач исследования вариаций климата планеты и атмосферных катастроф // Современные проблемы дистанционного зондирования из космоса: Сборник науч. статей. Т.2. М., 2005. С.17—22.
9. Шарков Е.А. // Радиотехника и электроника. 1978. Т.23. №3. С.655—658.
10. Гранков А.Г., Мильшин А.А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан—атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. М., 2004.